

## ОЧАГОВЫЕ ЗОНЫ СИМУШИРСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

15 ноября 2006 г. с  $M_w=8.3$  и 13 января 2007 г. с  $M_w=8.1$

ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ

И.С. Владимирова

Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, [vladis@gsras.ru](mailto:vladis@gsras.ru)

15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. в центральной части Курильской островной дуги произошли два сильных землетрясения (рис. 1) с магнитудами  $M_w=8.3$  [1] и  $M_w=8.1$  [2] соответственно. Курильская островная дуга является одним из самых сейсмически активных районов на Земле. Это связано с высокой скоростью пододвигания Тихоокеанской плиты под Североамериканскую, величина которой по данным GPS составляет  $8 \text{ см/год}$  [3]. Особый интерес представляет область протяженностью  $\sim 500 \text{ км}$  в срединной части Курильской дуги, в которой на протяжении почти ста лет, с 1915 г., наблюдалось сейсмическое затишье [4]. Подобное аномальное по отношению к соседним участкам островной дуги поведение позволяло выдвигать предположения о взаимном проскальзывании литосферных плит в срединной части островной дуги, а, следовательно, о невозможности крупного межплитового землетрясения в этом регионе.

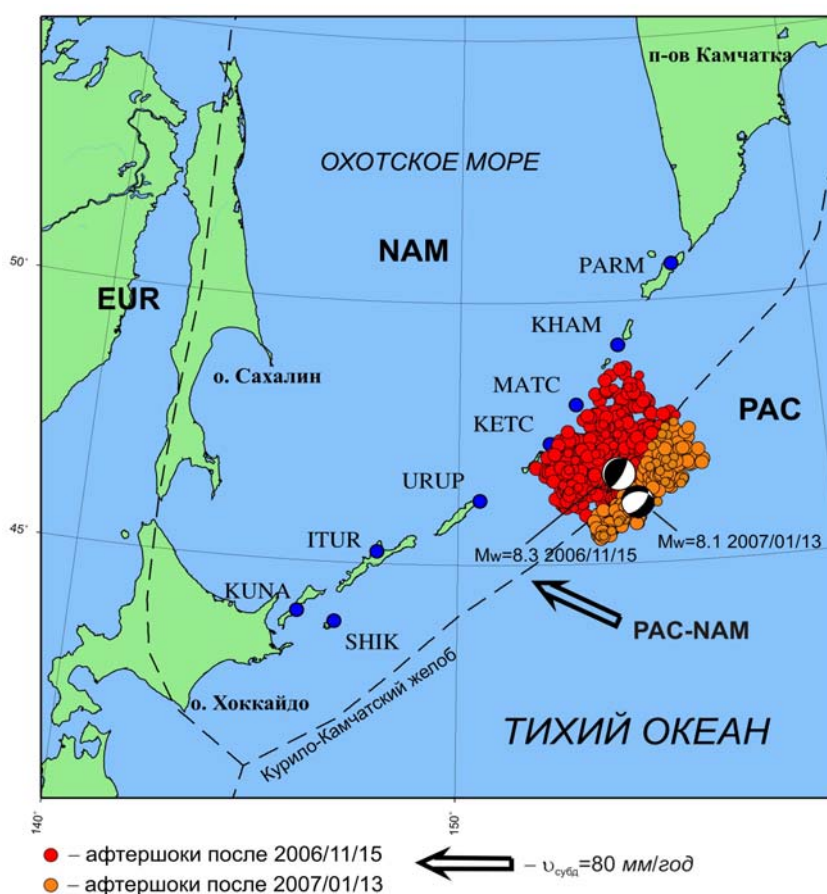


Рис. 1. Карта эпицентров афтершоков Симуширского-I землетрясения 15 ноября 2006 г. и Симуширского-II землетрясения 13 января 2007 г.

EUR, NAM и PAC – здесь и на последующих рисунках коды тектонических плит Евразийской, Североамериканской и Тихоокеанской соответственно.

Возникновение парных Симуширских землетрясений в конце 2006 г. и в начале 2007 г. в юго-западной части зоны сейсмического затишья опровергло гипотезу об отсутствии зоны сомкнутости в этом регионе. Исследование этих событий крайне важно для изучения особенностей данного района и оценки его возможной сейсмической опасности.

**Геодезические методы наблюдения деформаций.** Одним из способов изучения очаговой зоны землетрясения является изучение смещений земной поверхности, вызванных этим землетрясением, и решение обратной задачи уточнения параметров априорной физической модели, описывающей очаг и вмещающую среду. Развитие методов космической геодезии, в том числе технологии GPS, сделало возможным получение высокоточных (с точностью 1–2 мм) расстояний между точками земной поверхности. Это обусловило применимость данных GPS-наблюдений для исследования деформаций земной поверхности. Создание международной земной системы относимости (ITRF) на основе глобального полигона опорных GPS-станций, распределенных по земной поверхности, позволило перейти от исследования относительных смещений (деформаций) к исследованию абсолютных смещений точек земной поверхности (движений). Важным преимуществом использования GPS-технологии является то, что непрерывное ежесуточное высокоточное измерение координат и скоростей движения станций дает возможность прямого измерения как смещений вследствие сейсмических событий, так и последующего перемещения пунктов сети вследствие действия возможных постсейсмических процессов. В последние два десятилетия развитие сетей постоянных станций GPS-наблюдений позволило организовать непрерывный мониторинг деформации земной поверхности в тектонически активных регионах в частности, в зонах субдукции. В общем случае движение станции в деформационном поясе вблизи границ литосферных плит определяется движением соответствующей литосферной плиты и возможными региональными деформационными процессами. Таким образом, для исследования деформаций земной поверхности необходимо вычесть из общего смещения станции смоделированное смещение станции, как точки, принадлежащей литосферной плите. Литосферная плита в первом приближении представляется твердым телом, вращающимся вокруг полюса Эйлера [5], а значит, согласно теореме Эйлера, скорость любой точки этой плиты может быть представлена в виде:

$$V_i = \Omega \times R_i, \quad (1)$$

где  $\Omega$  – вектор Эйлера для данной плиты,  $R_i$  – радиус-вектор, проведенный из полюса Эйлера до рассматриваемой точки. В настоящей работе для получения модельных скоростей станций использовались оценки векторов Эйлера для основных литосферных плит, полученные в [5].

Для исследования смещений земной поверхности, вызванных сейсмическим событием, необходимо из полученного смещения станции относительно литосферной плиты вычесть также стационарную деформационную компоненту, обусловленную упругим деформированием пограничных областей взаимодействующих литосферных плит.

Моделирование стационарной деформационной компоненты осуществляется индивидуально для каждой станции из-за значительных пространственных вариаций, обусловленных геологическим и тектоническим строением исследуемого региона.

**Оценка параметров очагов Симуширских землетрясений по косейсмическим смещениям.** До недавнего времени регион Курильской островной дуги практически не был исследован современными методами космической геодезии. Первые GPS-станции периодических наблюдений были установлены здесь в 2005 г., а уже с середины 2006 г. вдоль всей Курильской островной дуги от Японии до Камчатки была развернута региональная геодинамическая сеть, насчитывающая к настоящему времени 8 станций постоянного наблюдения и ряд пунктов периодических наблюдений (рис. 2).

На полученных с помощью пакета GAMIT/GLOBK [6] временных рядах станций Курильской сети (рис. 3) были зафиксированы косейсмические смещения во время землетрясений 2006–2007 гг. [3, 7], величины которых составили от нескольких миллиметров до полуметра для различных станций. Также на этих рядах видны скачки во время землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. и последующий постсейсмический процесс.



Рис. 2. Курильская региональная геодиническая сеть

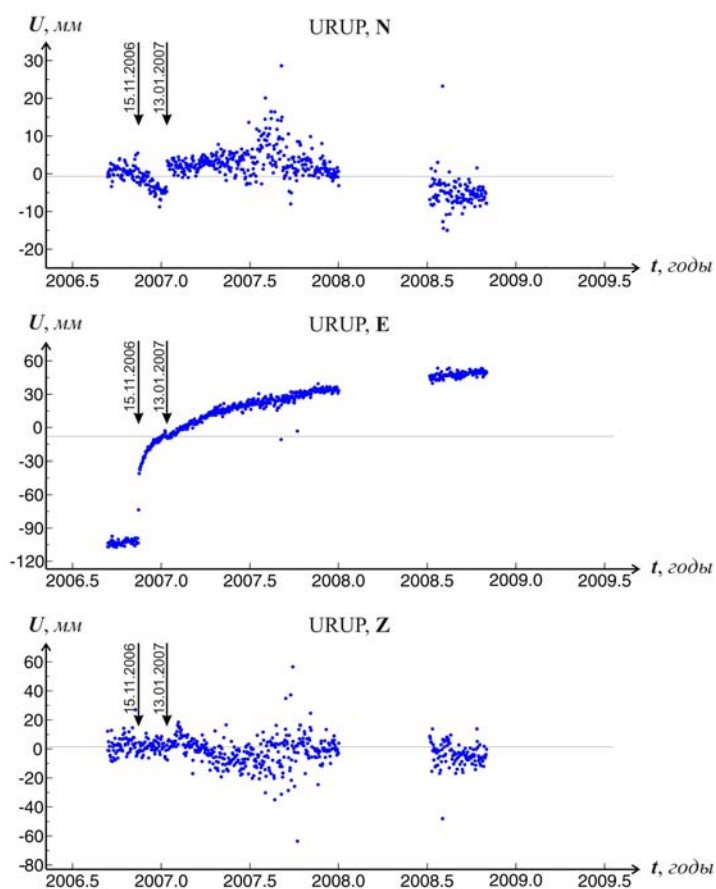
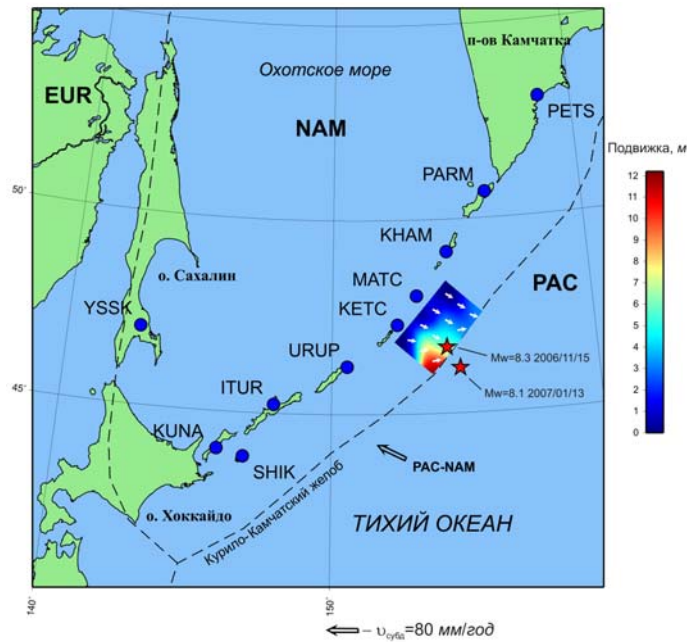


Рис. 3. Пример непрерывного временного ряда изменения положения GPS-станции URUP на о. Уруп относительно Североамериканской плиты

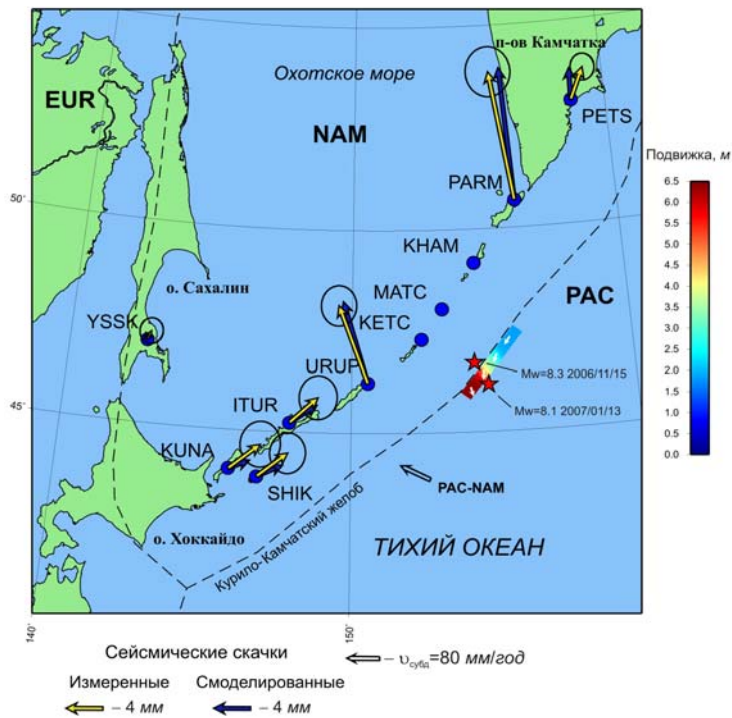
Каждая точка соответствует ежесуточной оценке соответствующей компоненты координат станции; стрелки указывают моменты Симуширского-I и Симуширского-II землетрясений.

Эти скачки дали возможность количественно оценить смещения станций в результате названных сейсмических событий. Полученные величины позволили решить задачу нахождения пространственно распределенной подвижки в очагах землетрясений и уточнить их геометрию (рис. 4 и рис. 5 соответственно).



**Рис. 4.** Решение задачи моделирования подвижек в очаге Симуширского-I землетрясения 15 ноября 2006 г. по сейсмическим подвижкам из [7]

Стрелками показаны направления подвижек, цвет отражает величину подвижки, очаг ограничен областью ненулевой подвижки.



**Рис. 5.** Решение задачи моделирования подвижек в очаге Симуширского-II землетрясения 13 января 2007 г. по наблюдаемым на станциях сейсмическим подвижкам.

Белыми стрелками показаны направления подвижек, цвет отражает величину подвижки, очаг ограничен областью ненулевой подвижки.

Как известно, выразительным проявлением зоны субдукции служат сейсмофокальные зоны Вадати-Беньофа – совокупность сейсмических очагов, наклонно уходящих на глубину [8]. В качестве границ очага Симуширского-I землетрясения 15 ноября 2006 г. были приняты границы облака афтершоков (рис. 1), размеры которого составили примерно 230 км по простиранию и 150 км по падению. Построение поперечного профиля зоны Вадати-Беньофа, необходимое для определения геометрии плоскости разрыва, осуществляется в данной работе на основе построения регрессионной кривой (рис. 6) по данным сейсмического каталога NEIC [9]. При этом из каталога была произведена выборка параметров только тех сейсмических очагов, которые по механизму и расположению могут быть приурочены к субдуцирующему литосферному слэбу. Определение параметров искомой кривой осуществляется при помощи метода наименьших квадратов.

Для проведения процедуры разбиения плоскости разрыва на конечные элементы производится кусочно-линейная аппроксимация полученного профиля сейсмофокальной зоны исходя из определенной при решении соответствующей задачи устойчивости степени детализации. В результате восстановление подвижки в очаге производилось для набора конечных элементов, составляющих три плоскости, погружающихся под углами 9, 16 и 22°, каждая из которых была поделена на четыре равных прямоугольника размером 57.5 км по простиранию и 50 км по падению (рис. 7). Азимут плоскости разрыва  $NP1$  Симуширского-I землетрясения взят из каталога СМТ [10] и равен  $AZM_1=215^\circ$ .

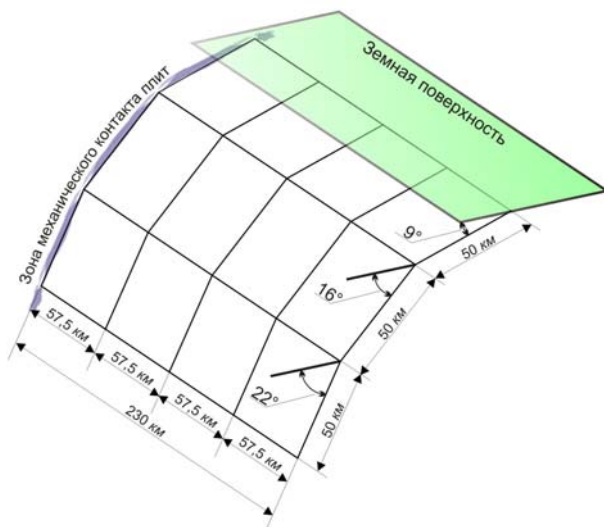


Рис. 7. Результат аппроксимации плоскости разрыва Симуширского-I землетрясения набором конечных элементов

распределенной подвижки в очаге сейсмического события является возможность уточнения геометрии очаговой зоны и прямой оценки скалярного сейсмического момента землетрясения. Сопоставление полученных скалярных сейсмических моментов землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. с соответствующими данными из каталога СМТ приведены в табл. 2.

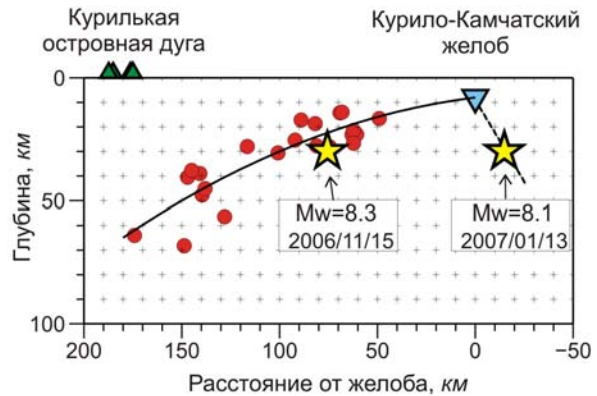


Рис. 6. Поперечное сечение центральной части Курильской субдукционной зоны

Круги – гипоцентры мелкофокусных землетрясений взрывового типа, сплошная черная линия – результат проведения регрессии.

Геометрия очага землетрясения 13 января 2007 г. также определялась исходя из границ облака его афтершоков (рис. 1), размеры которого составили примерно 230 км по простиранию и 50 км по падению. Восстановление подвижки в очаге производилось для одной плоскости  $NP2$ , погруженной под углом  $DP_2=59^\circ$  [10] и поделенной на четыре равных сегмента размером 57.5 км по простиранию и 50 км по падению. Азимут плоскости разрыва  $NP2$  Симуширского-II землетрясения взят из каталога СМТ [10] и равен  $AZM_2=43^\circ$ .

Восстановление подвижек в очаге осуществляется путем минимизации невязки между наблюдаемыми смещениями на станциях вследствие сейсмического события и смоделированными в тех же точках смещениями от распределенного источника в упругом однородном сферическом слоистом пространстве [11].

Важным преимуществом нахождения

**Постсейсмические процессы.** Сейсмический цикл по [12] включает в себя в общем случае три основные стадии:

- 1) стадию накопления напряжения, вызванного упругими деформациями;
- 2) стадию высвобождения накопленного упругого потенциала в момент сейсмического события;
- 3) стадию действия постсейсмических процессов, в результате которых происходит возврат к стадии накопления нового напряжения в окрестности очага произошедшего сейсмического события.

Непрерывный мониторинг деформационных процессов во многих сейсмоактивных регионах показывает, что постсейсмические движения, сопровождающие сильные землетрясения, существенно различаются по продолжительности и площади распространения и могут достигать значительной интенсивности, сравнимой с самим землетрясением по величине скалярного момента.

Для объяснения наблюдаемых постсейсмических эффектов рядом авторов были предложены различные механизмы, такие, как упругое фрикционное развитие трещины [13] и вязкоупругая релаксация в мантии и астеносфере [14–17]. Помимо этого, к числу основных механизмов, обуславливающих постсейсмические движения, относят также выравнивание порового давления во вмещающих сейсмический разрыв флюидонасыщенных породах. Вопрос о том, какой из механизмов реализуется после каждого конкретного сейсмического события, остается до сих пор неразрешенным. Наиболее вероятным представляется сочетание всех указанных процессов в разной степени, при этом преобладание того или иного из них меняется со временем и зависит от расстояния до очага землетрясения.

**Моделирование постсейсмических смещений.** Крупные межплитовые субдукционные землетрясения, как правило, сопровождаются длительными и интенсивными постсейсмическими аномалиями [17]. В настоящей работе в качестве основного механизма, ответственного за возникновение постсейсмических эффектов, рассматривается процесс вязкоупругой релаксации в верхней мантии и астеносфере. Это возможно благодаря рассмотрению исходных геодезических данных для станций, достаточно удаленных (более 100 км) от очага землетрясения, что позволяет не учитывать смещения от быстро затухающего с расстоянием эффекта выравнивания порового давления во флюидонасыщенных породах. Выбор временного интервала рассмотрения постсейсмических смещений, начинающегося через полгода после сейсмического события, позволяет не рассматривать эффект от быстро затухающего со временем процесса упругого фрикционного развития трещины.

Уточнение априорных параметров выбранной модели, описывающей наблюдаемые постсейсмические эффекты, осуществляется за счет уменьшения невязки между моделируемыми и наблюдаемыми геодезическими методами смещения земной поверхности при решении соответствующей обратной задачи. В наиболее общем виде поле кумулятивных вязкоупругих постсейсмических смещений можно представить в виде свертки:

$$u(\bar{r}, t) = \iint_S G(\bar{r}, \bar{r}_S, t, t_S) U(\bar{r}_S) dS, \quad (2)$$

где  $G(\bar{r}, \bar{r}_S, t, t_S)$  – функции отклика среды в точке  $\bar{r}$  в момент времени  $t$  на точечную дислокацию в точке  $\bar{r}_S$  в момент времени  $t_S$ ,  $U(\bar{r}_S)$  – вектор дислокации, распределенный по поверхности  $S$ . Один из методов построения функций отклика  $G(\bar{r}, \bar{r}_S, t, t_S)$  описан в [15], где для сферически симметричной слоистой вязкоупругой модели предложено разложение в ряд по сферическим функциям и приведены соотношения для источника дислокации в виде равномерной подвижки по разрыву прямоугольной формы. Используя методику и соответствующие программные коды VISCO1D [15] и учитывая линейность оператора свертки в (2), искомое кумулятивное смещение  $u(\bar{r}, t)$  для произвольно распределенной неоднородной подвижки  $U(\bar{r}_S)$  по произвольной поверхности можно аппроксимировать конечной суммой смещений, вызванных набором однородных подвижек по конечному набору прямоугольных элементов, составляющих исходную произвольную поверхность. В целом для вычисления свертки (2) необходимо задать модель среды и распределение подвижки в очаге.

Моделирование процесса вязкоупругой релаксации производится в настоящей работе в предположении о слоистом строении Земли, в котором два верхних ее слоя представлены абсолютно упругой земной корой и подстилающей вязкоупругой астеносферой. Мощность слоев – 62 и 158 км соответственно. Плотность верхнего упругого слоя составляет  $\rho=2.8 \text{ г/см}^3$ , модуль сжатия –  $\kappa_1 = 5 \cdot 10^{10} \text{ Па}$ . Реология астеносферы представлена средой Бюргера, включающей в себя элемент Максвелла, последовательно соединенный с элементом Кельвина. При этом элемент Максвелла характеризуется модулем сдвига устойчивого состояния  $\mu_1 = 70 \text{ ГПа}$ , а априорное значение максвелловской вязкости составляет  $\eta_1 = 10^{19} \text{ Па}\cdot\text{с}$ . Параметры, характеризующие тело Кельвина, равны: кельвиновская вязкость  $\eta_2 = 10^{17} \text{ Па}\cdot\text{с}$ , переходный модуль сдвига  $\mu_2 = 35 \text{ ГПа}$ . Ниже слоя астеносферы находится слой вязкоупругой верхней мантии с реологией, представленной средой Максвелла с максвелловской вязкостью  $\eta_1 = 10^{20} \text{ Па}\cdot\text{с}$ . Выбранная автором реология позволяет моделировать вязкие эффекты после землетрясения [18, 19] различной длительности – как кратковременные, продолжительностью до 6 месяцев, так и продолжительные – годы или десятилетия.

Для получения распределения подвижки в очаге необходимо произвести описанную ниже процедуру приближения плоскости разрыва прямоугольными конечными элементами.

**Прямая оценка вязкости астеносферы.** Одним из наиболее трудно определяемых реологических параметров Земли является вязкость астеносферы. Так как эта величина входит в число параметров, определяющих функцию Грина в (2), задача оценки максвелловской вязкости астеносферы формулируется следующим образом:

$$\min_{\eta_1} \sum_j \sum_i \left| \iint_S G(\eta_1, \bar{r}_j, \bar{r}_S, t_j, t_S) U(\bar{r}_S) dS - u_{obs}(\bar{r}_j, t_i) \right|^2, \quad (3)$$

где минимизация среднеквадратической невязки по параметру  $\eta_1$  осуществляется по временному ряду измерений  $u_{obs}(\bar{r}_j, t_i)$  в момент времени  $t_i$  по всем станциям с координатами  $\bar{r}_j$ . С использованием описанной выше методологии вычисления свертки (2) через конечные суммы задача (3) решается с помощью существующих пакетов, реализующих алгоритмы нелинейного программирования.

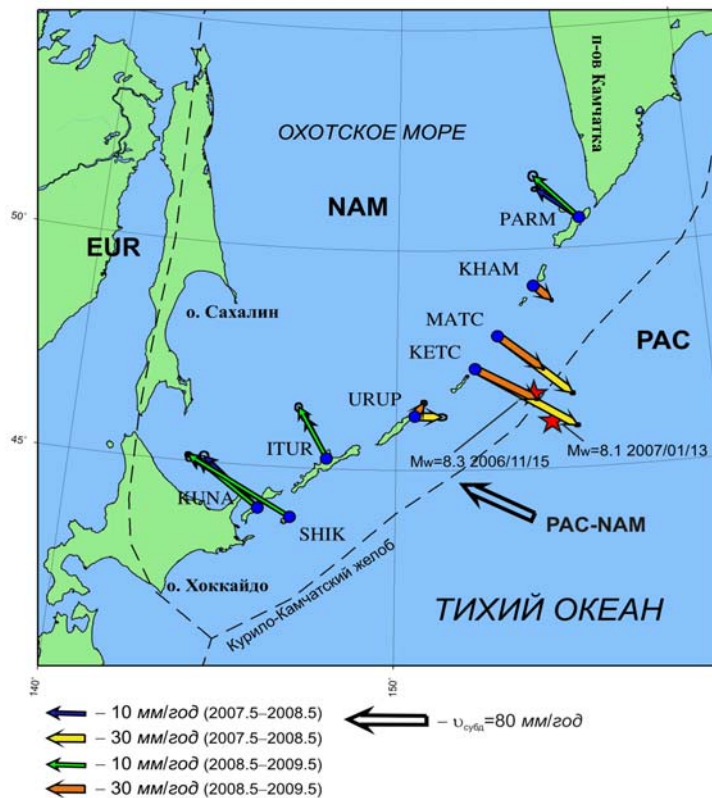
**Оценка параметров очага Симуширского-I землетрясения по постсейсмическим смещениям.** На момент моделирования продолжительность периода GPS-наблюдений в исследуемом регионе составляла более 3.5 лет (с 15 ноября 2006 г.), что позволяет оценить скорости смещения станций Курильской сети в постсейсмический период. Для изучения деформационной составляющей в скоростях станций сети был произведен анализ остаточных скоростей этих пунктов относительно Североамериканской плиты.

**Таблица 1.** GPS-станции постоянных наблюдений на Курильских островах в 2006–2013 гг.

№	GPS-станция		Дата открытия	Координаты		
	Название	Код		$\varphi^\circ, \text{N}$	$\lambda^\circ, \text{E}$	$h_y, \text{м}$
1	Кунашир	KUNA	13.06.2006	44.04	145.86	56
2	Шикотан	SHIK	04.06.2006	43.87	146.83	74
3	Итуруп	ITUR	26.05.2006	45.23	147.87	70
5	Уруп	URUP	12.09.2006	46.23	150.57	57
5	Кетой	KETS	10.07.2007	47.30	152.49	105
6	Матуа	MATS	03.08.2007	48.04	153.23	65
7	Харимкотан	KHAM	26.07.2008	49.16	154.50	60
8	Парамушир	PARM	19.08.2006	50.67	156.12	49

Для ряда пунктов сети на островах Кунашир (KUNA), Шикотан (SHIK), Итуруп (ITUR) и Парамушир (PARM), расположенных на удалении от сейсмического очага 15 ноября 2006 г., постсейсмические скорости совпали по направлению со скоростями, оцененными для этих же пунктов в межсейсмический период. В то же время постсейсмические скорости пунктов KETS, MATS, KHAM, расположенных вблизи очага на островах Кетой, Матуа и Харимкотан, оказались направлены в противоположную сторону, а скорость пункта URUP, расположенного на

о. Уруп, даже претерпела значительный разворот. При этом величина постсейсмической аномалии для ближайших к очагам GPS-станций КЕТС, МАТС, КНАМ, URUP со временем убывает: величины векторов скоростей этих станций, осредненных с мая 2008 г. по май 2009 г., меньше таковых за период с мая 2007 г. по май 2008 г. (рис. 8). Заметное изменение во времени направлений и величин векторов скоростей этих станций дает основание предполагать, что Симуширское-I землетрясение 15 ноября 2006 г. сопровождается достаточно интенсивным постсейсмическим процессом.



**Рис. 8.** Сопоставление постсейсмических скоростей станций Курильской сети относительно Североамериканской плиты за периоды V.2007–V.2008 и V.2008–V.2009

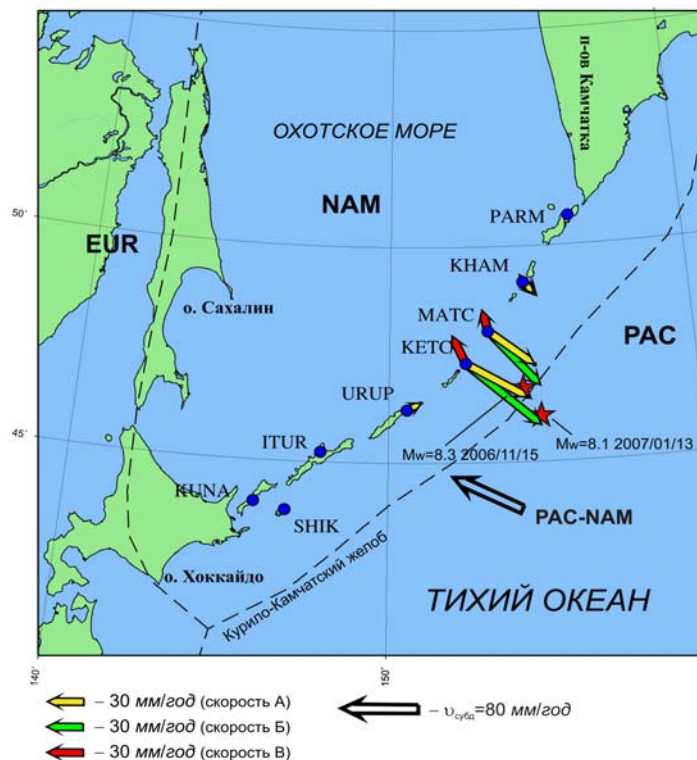
При установлении механизма, ответственного за наблюдаемые постсейсмические эффекты, следует учесть значительную пространственную (более 200 км) и временную (более 3.5 лет) распространенность наблюдаемых эффектов. В связи с этим наиболее вероятным механизмом, объясняющим наблюдаемые постсейсмические аномалии, является процесс вязкоупругой релаксации в верхней мантии и астеносфере, т.к. выравнивание порового давления не может наблюдаться на расстоянии более 100 км от разлома, а упругое фрикционное развитие трещины является достаточно краткосрочным процессом [13], и затухает, как правило, в течение первых месяцев после сейсмического события.

В соответствии с вышеописанной методологией оценивания параметров используемой модели была произведена оценка максвелловской вязкости астеносферы по данным двух станций сети, на которых постсейсмический эффект проявился наиболее выраженно, – МАТС и КЕТС. В качестве априорного распределения подвижки было взято полученное ранее [3] распределение подвижки в сейсмическом очаге по смещениям станций во время Симуширского-I землетрясения 15 ноября 2006 г.

Для решения обратной задачи были использованы временные ряды смещений этих станций за период V.2007–V.2008. Получившаяся оценка максвелловской вязкости астеносферы для срединной части Курильской дуги составила  $\eta_1 \sim 3 \cdot 10^{17}$  Па·с, что хорошо согласуется с интервалом значений вязкости  $(2-5) \cdot 10^{17}$  Па·с для этого региона, полученным в [20]. Следует отметить, что эта величина достаточно мала по сравнению с априорным значением вязкости  $\eta_1 = 1 \cdot 10^{19}$  Па·с, что позволяет характеризовать срединную часть Курильской островной дуги, как район пониженной вязкости астеносферы.



Отдельной сложностью при исследовании постсейсмических эффектов в данном случае является то, что наблюдаемые на станциях постсейсмические смещения представляют собой результат наложения постсейсмических эффектов сразу от двух сильных близкорасположенных землетрясений. Для разрешения этой неоднозначности было произведено моделирование постсейсмических смещений на станциях, вызванных каждым из землетрясений. Полученные скорости смещений представлены на рис. 9, из которого видно, что со скоростями наблюдаемых смещений согласуются по направлению и величине скорости смещений, вызванных Симуширским-I землетрясением 15 ноября 2006 г., в то время как скорости смещений, вызванных Симуширским-II землетрясением 13 января 2007 г., направлены в противоположную сторону и значительно меньше по модулю. Все это позволяет предположить, что наблюдаемые постсейсмические смещения в основном обусловлены постсейсмическими эффектами, сопровождающими Симуширское-I землетрясение 15 ноября 2006 г. Как следствие этого, для дальнейшего моделирования производится поправка на модельные постсейсмические смещения, вызванные событием 13 января 2007 г.

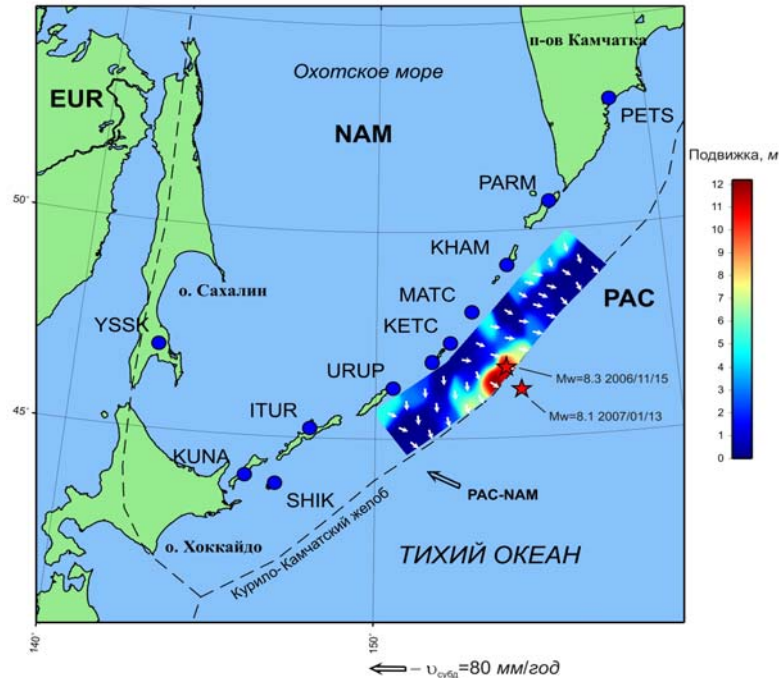


**Рис. 9.** Сопоставление скоростей модельных постсейсмических смещений, сопровождающих Симуширское-I и Симуширское-II землетрясения (скорость Б соответствует постсейсмическому эффекту после события 15 ноября 2006 г., скорость В – постсейсмическому эффекту после события 13 января 2007 г.), и скоростей постсейсмических смещений (скорость А), наблюдаемых на станциях

В результате построения модели постсейсмического процесса, сопровождающего Симуширское-I землетрясение, с уточненным значением вязкости для станций MATC и KETS, расположенных вблизи очага, обнаружилось хорошее согласование между моделью и наблюдениями [21]. Однако для станций URUP и KHAM, на которых также проявились постсейсмические эффекты, но расположенных в отдалении от очага, наблюдались значительные рассогласования между модельными и экспериментальными данными. Следовательно, смещения этих станций невозможно объяснить в рамках предложенной модели.

Для того чтобы устранить влияние априорного выбора границ очаговой зоны, было принято решение о расширении границ сейсмического очага, изначально очерченных облаком афтершоков. Очаговая зона при такой постановке ограничивается областью ненулевой подвижки в найденном распределении. В результате рассматривался очаг, продленный на юго-запад и северо-восток, общей протяженностью около 700 км. С использованием полученного очага и сферической слоистой модели Земли было проведено моделирование кумулятивных смещений

после Симуширского-I землетрясения 15 ноября 2006 г. на пунктах KETC, MATC, URUP и КНАМ за период V.2007–V.2010. В результате было найдено распределение подвижки в очаге события 15 ноября 2006 г., которое обеспечило хорошее согласование между моделью и экспериментом для всех четырех станций, на которых наблюдались постсейсмические эффекты (рис. 10).



**Рис. 10.** Решение задачи моделирования подвижек в очаге Симуширского-I землетрясения 15 ноября 2006 г. по постсейсмическим смещениям

Стрелками показаны направления подвижек, цвет отражает величину подвижки, очаг ограничен областью ненулевой подвижки.

При сопоставлении полученных результатов видно, что распределения подвижек в сейсмическом (рис. 4) и постсейсмическом (рис. 10) очагах хорошо согласуются по величине и месторасположению области локализации максимальной подвижки, а также по величине выделившегося скалярного сейсмического момента (табл. 2). В то же время в постсейсмическом очаге присутствуют дополнительные области ненулевой подвижки, продолжающие область локализации максимальной подвижки, наличие которых, по-видимому, связано с развитием первоначального сейсмического очага в первые месяцы после Симуширского-I землетрясения 15 ноября 2006 г. вследствие действия процесса упругого фрикционного развития трещины. Кроме того, исходя из картины распределения подвижки, можно оценить степень механической сцепленности в зоне контакта двух плит непосредственно перед землетрясением. Подобная дополнительная детализация очаговой зоны стала возможной благодаря использованию в качестве исходных данных для моделирования именно постсейсмических смещений, вызванных вязкоупругой релаксацией в астеносфере и верхней мантии после события 15 ноября 2006 г., которые в значительной степени чувствительны к локализации областей подвижки в сейсмическом очаге.

**Таблица 2.** Сопоставление скалярных сейсмических моментов Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г.

Событие	Скалярный сейсмический момент $M_0$ , Н·м		
	Каталог СМТ [10]	Распределенная подвижка по косейсмическим смещениям	Распределенная подвижка по постсейсмическим смещениям
15.11.2006 г. с $M_w=8.3$	$3.51 \times 10^{21}$	$5.93 \times 10^{21}$	$5.28 \times 10^{21}$
13.01.2007 г. с $M_w=8.1$	$1.78 \times 10^{21}$	$2.98 \times 10^{21}$	не оценивался

В заключение отметим, что в соответствии с представленной методологией было произведено исследование парных Симуширского-I и Симуширского-II землетрясений 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г., а также произведена прямая оценка вязкости астеносферы в срединной части Курильской островной дуги. Использование данных космической геодезии о смещениях земной поверхности в момент землетрясения позволяет решить обратную задачу нахождения распределенной сейсмической подвижки в очаге землетрясения, что в свою очередь позволяет осуществить прямую оценку скалярного сейсмического момента и уточнить геометрию очаговой зоны.

Представленная методология интерпретации постсейсмических процессов дает возможность адекватного моделирования переходных движений, сопровождающих сильные землетрясения. Методология основана, во-первых, на прямом оценивании вязкости астеносферы и, во-вторых, на выявленной принципиальной возможности построения эффективного распределения подвижки в очаге по постсейсмическим смещениям. Результат таких оценок и построений позволяет прогнозировать интенсивность затухания вязкоупругих напряжений в астеносфере и более точно определить локализацию областей подвижек в сейсмическом очаге. Учет соответствующих аномалий в качестве поправок необходим при анализе межсейсмических деформаций для корректного оценивания накапливающегося упругого сейсмогенного потенциала.

Отдельный интерес для дальнейшего исследования представляет интерпретация выявленных различий между сейсмической и постсейсмической моделями распределения подвижки в очаге. Природа этих различий лежит, по-видимому, в особенностях развития афтершокового процесса, сопровождающего сильное землетрясение в первые месяцы после основного толчка. Для дальнейшей интерпретации краткосрочных постсейсмических процессов потребуются более густые региональные геодезические сети и более детальный их анализ.

#### Л и т е р а т у р а

1. **Bulletin of the International Seismological Centre for 2006.** – Thatcham, United Kingdom: ISC, 2008.
2. **Bulletin of the International Seismological Centre for 2007.** – Thatcham, United Kingdom: ISC, 2009.
3. **Стеблов Г.М., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д.И., Грекова Т.А.** Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS // Физика Земли. – 2010. – № 5. – С. 77–82.
4. **Федотов С.А.** О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Труды ИФЗ АН СССР. – 1965. – **203.** – № 36. – С. 66–94.
5. **Kogan M.G., Steblov G.M.** Current global plate kinematics from GPS (199–2007) with the plate-consistent reference frame // J. Geoph. Res. – 2008. – **113.** – N B4 – P. 1–17.
6. **Herring T.A., King R.W., McClusky S.C.** GAMIT/GLOBK Reference Manual Release 10.4, MIT. 2010. – URL: <http://chandler.mit.edu/~simon/gtgk/docs.htm>.
7. **Steblov G.M., Kogan M.G., Levin B.V., Vasilenko N.F., Pрытков A.S., Frolov D.I.** Spatially linked asperities of the 2006–2007 great Kuril earthquakes revealed by GPS // Geoph. Res. Letters. – 2008. – **35.** – N 22. – P. 1–5.
8. **Хаин В.Е., Ломизе М.Г.** Геотектоника с основами геодинамики. – М.: КДУ, – 2005. – 560 с.
9. **National Earthquake information Centre.** – URL: <http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html>.
10. **Harvard CMT catalog.** – URL: <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.
11. **Pollitz F.F.** Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth // Geoph. J. Intern. – 1996. – **125.** – N 1. – P. 1–14.
12. **Федотов С.А.** О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР, гл. 8. – М.: Наука, 1968. – С. 121–150.
13. **Marone C.J., Scholz C.H., Bilham R.G.** On the mechanics of earthquake afterslip // J. Geoph. Res. – 1991. – **96.** – N B5. – P. 8441–8452.
14. **Boschi L., Piersanti A., and Spada G.** Global postseismic deformation: Deep earthquakes // J. Geoph. Res. – 2000. – **105.** – N B1. – P. 631–652.

- 
15. **Pollitz F.F.** Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical earth // *J. Geoph. Res.* – 1997. – **102**. – N B8. – P. 17921–17941.
  16. **Pollitz F.F.** Post-seismic relaxation theory on a laterally heterogeneous viscoelastic model // *Geoph. J. Intern.* – 2003. – **155**. – N 1. – P. 57–78.
  17. **Pollitz F.F., Bürgmann R., Banerjee P.** Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth // *Geoph. J. Intern.* – 2006. – **167**. – N 1. – P. 397–420.
  18. **Panet I., Pollitz F., Mikhailov V., Diament M., Banerjee P. and Grijalva k.** Upper mantle rheology from GRACE and GPS postseismic deformation after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. – 2010. – **11**. – N 6. – P. 1–20.
  19. **Hetland E.A., Hager B.H.** The effects of rheological layering on post-seismic deformation // *Geoph. J. Intern.* – 2006. – **166**. – N 1. – P. 277–292.
  20. **Kogan M.G., Vasilenko N.F., Frolov D.I., Freymueller J.T., Steblov G.M., Levin B.W., and Prytkov A.S.** The mechanism of postseismic deformation triggered by the 2006–2007 great Kuril earthquakes // *Geoph. Res. Letters*. – 2011. – **38**. – N 6. – P. 1–5.
  21. **Владимирова И.С., Стеблов Г.М., Фролов Д.И.** Исследование вязкоупругих деформаций после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. // *Физика Земли*. – 2011. – № 11. – С. 75–80.